
 UNIVERSIDAD NACIONAL DE CUYO	Ingeniería Sismorresistente - Guía de estudio: NOCIONES DE SISMOLOGÍA Francisco J. Crisafulli	 FACULTAD DE INGENIERIA en acción continua...
	Febrero 2024	

1. RESEÑA HISTÓRICA

La humanidad ha experimentado a lo largo de la historia el efecto destructivo de los terremotos, los cuales han originado grandes pérdidas económicas y centenares de miles de víctimas. Este fenómeno natural se manifiesta a través de la vibración o movimiento de la superficie terrestre en distintas direcciones como resultado de la propagación de ondas sísmicas. Sin embargo, el hombre tardó mucho tiempo en explicar, con fundamentos científicos, el origen de los terremotos. Diversas ideas o razones fueron propuestas a lo largo de los siglos, algunas fundamentadas en factores naturales y otras simplemente basadas en supersticiones o creencias religiosas. Por ejemplo, el naturista romano Plinio "El viejo" (23 al 79 antes de Cristo) propuso que los terremotos se producían como consecuencia del enojo de la madre tierra por las perforaciones que realizaba el hombre para extraer minerales. Para los aztecas, la tierra y el sol habían sido previamente destruidos cuatro veces por los jaguares, el viento, la lluvia y el agua. El quinto castigo impuesto por sus dioses eran los terremotos. La cultura maorí en Nueva Zelanda creía que Ruaumoko, el dios de los terremotos y volcanes, era un hijo de la madre tierra que quedó accidentalmente atrapado debajo de la superficie terrestre, siendo los terremotos una expresión de su enojo. En forma similar, la mitología japonesa considera que los terremotos son producidos por un gran pez lobo oculto en el fondo de los mares.

La comunidad científica buscó explicaciones más racionales. Así es que Aristóteles propuso que la causa de los terremotos era vientos encerrados en cavernas subterráneas que eventualmente producían el movimiento de la tierra al escapar violentamente hacia la superficie. Esta teoría, aceptada por los científicos por más de 1500 años, llevó a la creencia de que los días calmos y calurosos eran más propensos a la ocurrencia de terremotos. Para explicar la ocurrencia de los terremotos, diversas teorías científicas se desarrollaron durante el siglo XIX y principios del XX. Rossi propuso que el origen de los terremotos se debía a violentas tormentas de vapor de agua y gases provenientes del magma terrestre que se producían en el interior de la corteza. Esta idea se conoció como "teoría explosiva de los sismos". Otros sismólogos creyeron que la actividad sísmica estaba asociada a los movimientos de lava producidos por las erupciones volcánicas. Como se indica posteriormente, este tipo de terremotos se denominan volcánicos, sin embargo no son la fuente principal de sismos. De gran importancia fue el aporte de A. von Humboldt quien distinguió el origen volcánico y tectónico de los terremotos y las investigaciones de E. Suess que mostraron por primera vez la relación entre los sismos y la formación de pliegues geológicos.

A los efectos de estudiar los mecanismos generadores de terremotos es necesario conocer, aún que más no sea en forma general, la estructura y configuración del globo terráqueo.

2. COMPOSICIÓN DE LA TIERRA

Los científicos creen que la Tierra se formó hace 4600 millones de años, probablemente después de que una masiva explosión originó una nube de polvo y gas. Fuerzas gravitatorias hicieron que las partículas se combinaran en una masa caliente de material fundido. El transcurso del tiempo, acompañado de complejos procesos químicos, físicos y biológicos llevaron al estado actual de la Tierra. Las rocas más antiguas de las que se conocen tienen de 4000 a 3800 millones años y se encuentran en Groenlandia. Las primeras bacterias

y algas aparecieron hace unos 3500 millones de años, mientras que los mamíferos tienen una antigüedad de 65 millones de años. Los ancestros del ser humano aparecieron hace sólo 4 millones de años. No se han encontrado signos reconocibles que permitan estudiar lo ocurrido durante los primeros 600-800 millones de años de historia de la Tierra.

La Tierra, con un radio promedio de 6370 km, está formada por tres capas concéntricas principales: núcleo, manto y corteza; estas capas se formaron cuando la Tierra comenzó a enfriarse y los materiales más pesados y calientes se hundieron, concentrándose en el centro (ver Fig. 1). El núcleo, ubicado en la parte central, presenta una capa interna de material sólido y denso, mientras que la parte exterior, compuesta por metales fundidos (densidad 13.5 t/m^3) se encuentra sometida a grandes presiones y temperaturas. El manto tiene un espesor de aproximadamente 2900 km y está constituida por distintos tipos de rocas. La parte externa del manto se denomina astenosfera y se comporta como un medio visco-elástico capaz de fluir plásticamente, debido al estado parcialmente fundido de las rocas. Las temperaturas interiores varían desde unos $6000 \text{ }^\circ\text{C}$ en la parte central del núcleo hasta $1000 \text{ }^\circ\text{C}$ en la astenosfera.

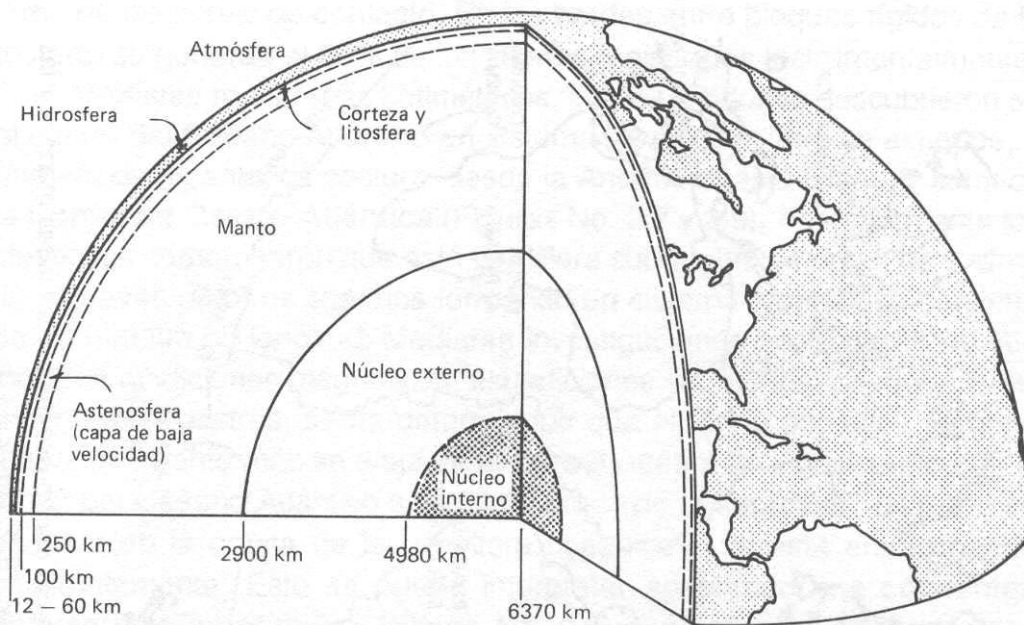


Fig. 1. Conformación de la tierra.

La capa más externa es la corteza, comparable a "la cáscara" del globo terrestre debido a su reducido espesor en relación al radio de la Tierra. Las características de la corteza son considerablemente distintas en los océanos y continentes. Las cuencas oceánicas están constituidas por rocas basálticas muy resistentes, con espesor variable entre 5 y 10 km. Las plataformas continentales son más livianas, formadas principalmente por rocas graníticas sobre un basamento de basalto, con un espesor promedio de 35 km que puede llegar a un máximo de 75 km. La corteza terrestre es deformada, plegada y fracturada debido a las corrientes de convección térmica originadas en el manto, lo que explica el carácter irregular de la superficie terrestre. Los movimientos y deformaciones que se producen en la corteza están ligados a las características mecánicas de la litosfera que es la envolvente externa, rígida y resistente del planeta. La litosfera comprende la corteza en sí y la parte superior del manto, con un espesor promedio de 100 km. La división entre el manto y la corteza está caracterizada por ser una superficie donde se producen significativos cambios en la velocidad de propagación de las ondas sísmicas, que se denomina discontinuidad de Mohorovicic o simplemente Moho. El estudio de la composición de la Tierra muestra claramente que la idea de un planeta rígido y "sólido como la roca" es totalmente errónea y representa un obstáculo para entender los procesos geológicos que en ella ocurren.

3. TECTÓNICA DE PLACAS

La teoría de tectónica de placas o nueva tectónica global, ampliamente aceptada en la actualidad, considera que la litosfera está dividida como gran mosaico de 17 placas principales que se desplazan lateralmente una con relación a las otras impulsadas por corrientes de convección del manto terrestre. Por lo tanto, el término "tectónica" se refiere al estudio a gran escala de la estructura y características de deformación de la Tierra, sus orígenes, relaciones y movimientos. Existe en la actualidad evidencia de que las placas se mueven, se mueven a diferentes velocidades y la velocidad de movimiento varía de acuerdo a la dirección. Además la misma placa puede moverse con velocidades distintas en diferentes direcciones y rotar alrededor de distintos polos. Las placas más importantes son la del Pacífico, la Australiana, la Antártica, las de América del Norte y del Sur, la de Nazca, la Euroasiática y la Africana.

Estas ideas comenzaron a gestarse cuando algunos estudiosos se dieron cuenta de la similitud de las costas de América del Sur y África que parecen encajar entre sí como piezas de un rompecabezas, especulando que esos dos continentes podrían haber estado unidos mucho tiempo atrás. De esta forma, Placet creía que el Océano Atlántico se formó por el hundimiento de una gran isla, "Atlántida", mientras que von Humboldt atribuía la separación de los dos continentes a fenómenos de erosión. A principios del siglo XX, A. Wegener, un meteorólogo alemán, propuso que en algún momento todos los continentes estuvieron unidos formando una gran masa continental que ellos llamaron Pangea (del griego "todas las tierras"), Fig. 2. Por alguna razón este supercontinente comenzó a fracturarse y a dividirse al inicio del Mesozoico y los fragmentos, actuales continentes, comenzaron a desplazarse lentamente sobre un manto líquido. Esta teoría se conoció como deriva de los continentes.

En las últimas décadas, la investigación en el campo de la geofísica, oceanografía, geología y sismología han confirmado las ideas básicas de Wegener, que han quedado plasmadas en la moderna teoría de la tectónica de placas. Hay diferencias importantes entre las teorías de la deriva continental y de tectónica de placas. La tectónica de placas es más general dado que incluye a la superficie de la Tierra en su totalidad y no sólo los continentes. Además, la tectónica de placas explica en forma conveniente el mecanismo por el cual se producen los movimientos y deformaciones de la litosfera.

La idea de la movilidad de la corteza planteó numerosas incertidumbres hasta que la parte más extensa de la superficie del planeta, es decir los océanos, pudo ser estudiada en detalle gracias al desarrollo tecnológico de las embarcaciones para investigación y el invento del sonar. Por mucho tiempo se creyó que el fondo de los océanos era una superficie prácticamente plana, sin accidentes de importancia. Sin embargo, los oceanógrafos descubrieron una extensa cordillera en el Océano Atlántico que se extiende como una gigantesca costura desde la Antártida hasta Islandia. Algo similar se descubrió posteriormente en el Océano Índico y en el Pacífico.

Estudios detallados del fondo marino, en base a mediciones magnéticas, expediciones submarinas, perforaciones y toma de muestras, revelaron que las rocas son tanto más viejas cuando más se aleja de cadena montañosa o dorsal oceánica. Este hecho se explicó considerando material incandescente, o magma, aflora a la superficie en la cima de las dorsales, a través de una depresión central llamada "rift". El material fundido se extiende sobre el fondo marino y se solidifica, empujando a la corteza hacia ambos lados a razón de varios centímetros por año. Es decir que las depresiones de las dorsales oceánicas son las zonas activas a partir de las cuales se produce la expansión del fondo marino, explicando así el porqué de la disgregación del supercontinente Pangea de acuerdo a la teoría de la deriva continental.

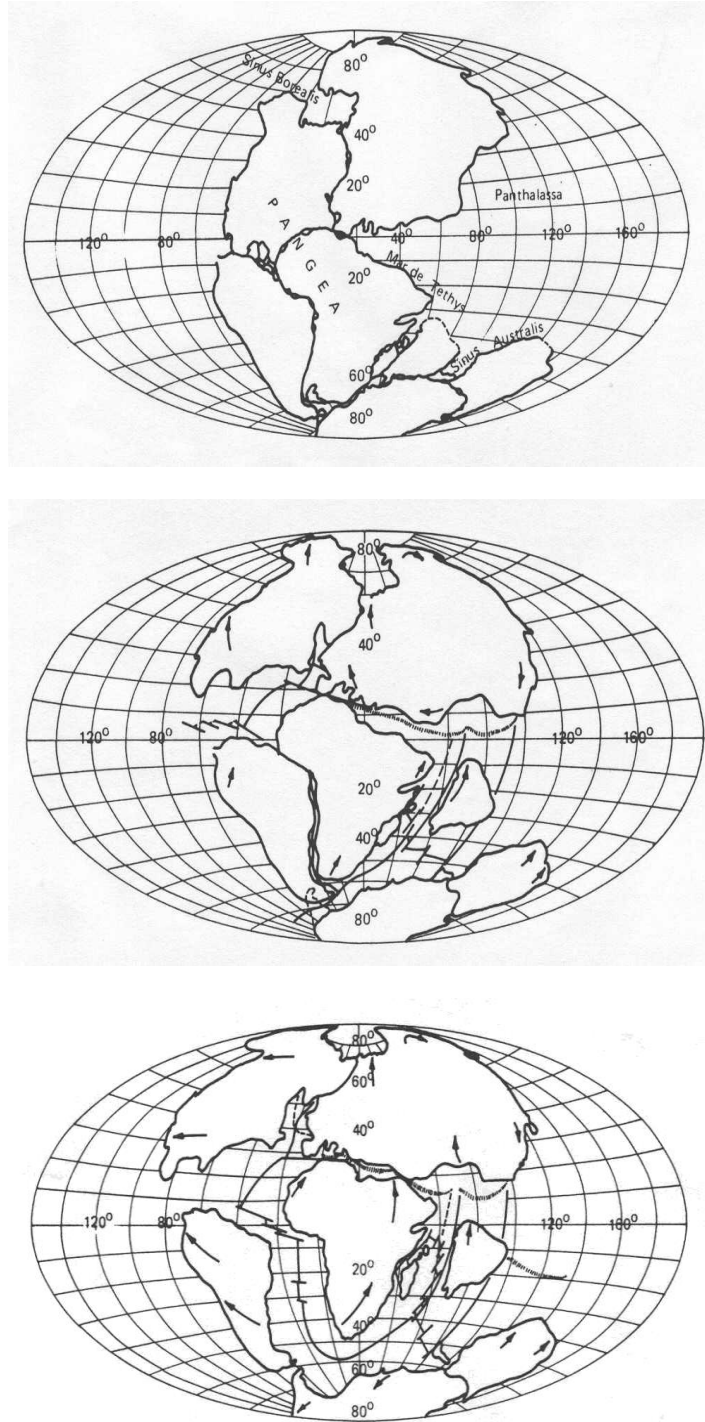


Fig. 2. El continente Pangea tal como se supone que era hace 200 millones de años (parte superior), luego de su lento movimiento de deriva comienzan a separarse para adoptar la configuración indicada en el plano central hace 135 millones de años al final de Jurásico. Finalmente, hace 65 millones de años, al final del Cretácico, los continentes tenían una disposición similar a la actual (parte inferior).

Es un hecho comprobado que la Tierra no se expande, de modo que el aporte de material nuevo en las dorsales debe compensarse con material que desaparece en otras zonas del planeta (ver Fig. 3). Esto ocurre cerca de las plataformas continentales donde la placa oceánica (de material basáltico más pesado) se

sumerge debajo de la placa continental y el material de la litosfera es nuevamente fundido para pasar a integrar el manto. El proceso de ascenso y descenso de material en el manto se debe a la presencia de corrientes de convección térmica, originadas por las grandes diferencias de temperatura entre el núcleo y la corteza. La zona donde se sumerge la placa oceánica se denomina zona de subducción y se caracteriza por una trinchera o fosa marina frente a la costa (por ejemplo, la fosa Tonga-Kermadec en el Pacífico occidental que tiene 10 km de profundidad).

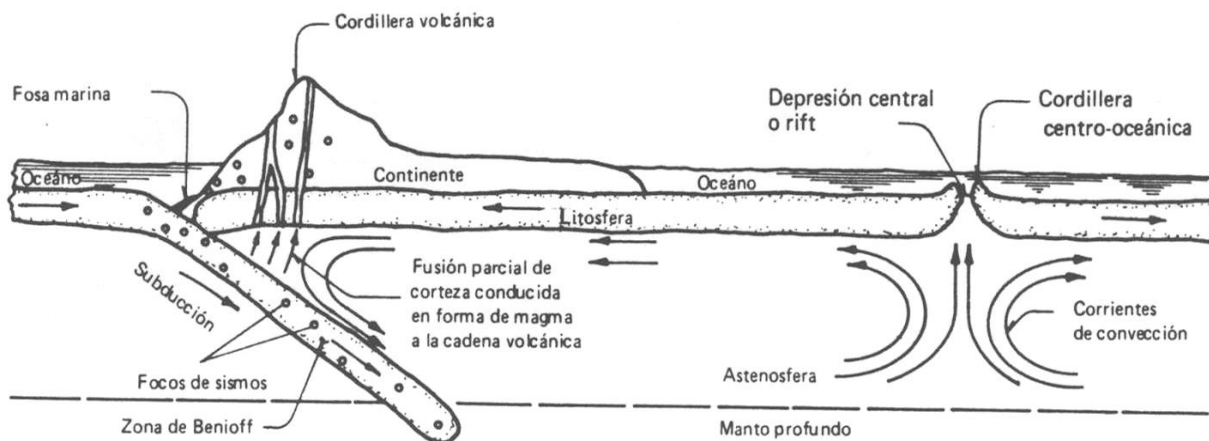


Fig. 3. Formación y subducción de la litosfera.

La dinámica de la corteza terrestre muestra que unas placas tienden a separarse entre sí como resultado del aporte de nuevo material cortical mediante la inyección de magma; este es el caso de la placa Sur Americana y la Africana. En otros casos las placas colisionan en forma frontal, produciendo el plegamiento de la corteza y por lo tanto el levantamiento de cadenas montañosas como el Himalaya. Otras veces la colisión frontal produce el hundimiento de una placa debajo de otra. Un caso típico de esta situación es la placa de Nazca que se sumerge debajo de la placa de Sur América en la costa chilena. La Fig. 4 muestra las principales placas tectónicas o litosféricas.

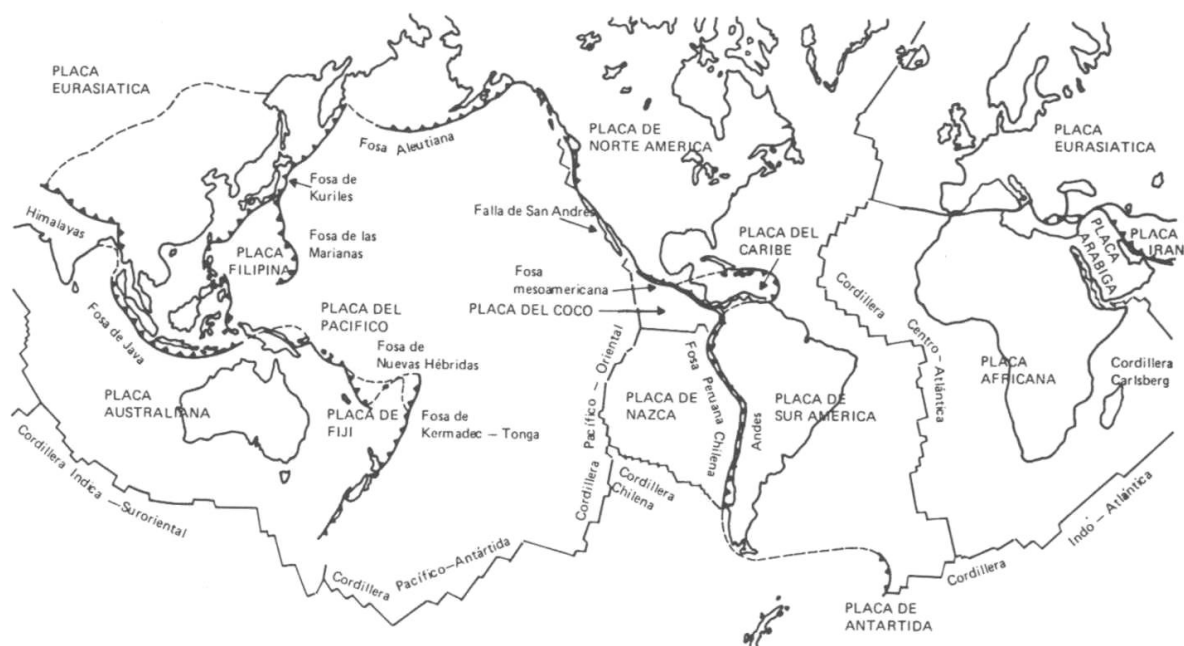


Fig. 4. Continentes y placas en los que se divide la corteza terrestre según la tectónica de placas.

Existe una estrecha vinculación entre la tectónica de placas y los terremotos, tal como puede observarse al estudiar la distribución de los sismos registrados, los cuales no se encuentran aleatoriamente distribuidos sino que se concentran significativamente en los bordes de las placas (el 95% de la energía sísmica es liberada en los límites entre placas), Fig. 5. Se observa una alta ocurrencia de sismos intensos y actividad volcánica en una zona periférica del Océano Pacífico desde la Patagonia, pasando por Chile Perú, el istmo de América Central, México, California. Continúa en Alaska y se extiende formando un arco con la península de Kamchatka, Japón, Filipinas para terminar en Fiji y Nueva Zelanda. Esta zona se conoce como Anillo de Fuego del Pacífico o Cinturón Circum-Pacífico. Algo similar ocurre en la zona que rodea el Mar Mediterráneo, pasando por Turquía, Irán, Asia Central y el Himalaya, que se conoce como Franja Sísmica Alpino-Asiática. Por lo tanto existen regiones con alta sismicidad y otras donde la ocurrencia de terremotos es despreciable o nula.

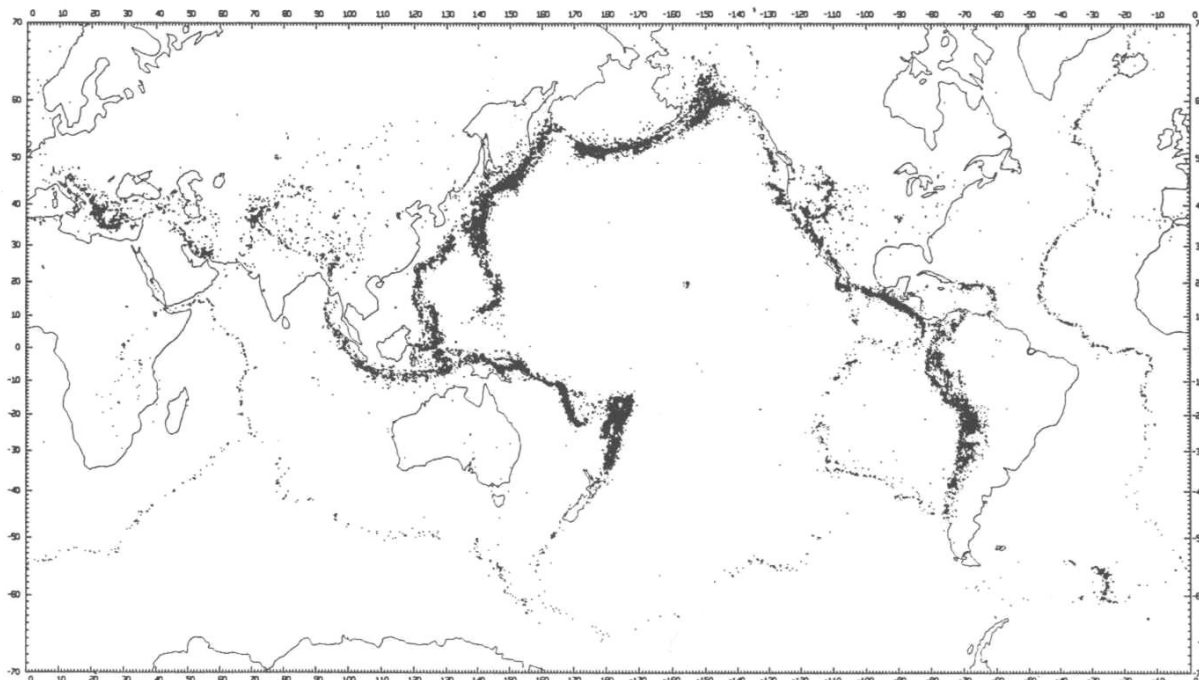


Fig. 5. Mapa de sismicidad mundial, donde se observa el epicentro de más de 30000 sismos.

4. MECANISMO DE LOS TERREMOTOS

4.1 Generalidades

Actualmente se reconoce que el mecanismo principal que desencadena los terremotos está asociado a la deformación de la corteza rocosa que forma estrato externo de la Tierra. El estado tensional inducido en los materiales sólidos origina deformaciones que se traducen en: (1) cambio en el tamaño y/o forma del material, y (2) fractura del material. Si el sólido es sometido a un estado tensional reducido, las deformaciones desaparecen cuando la tensiones se eliminan (proceso reversible, deformación elástica). Si las tensiones aplicadas exceden el límite elástico el material fluye plásticamente, presentando deformaciones permanentes cuando las tensiones son eliminadas. Las rocas ubicadas a grandes profundidades se deforman generalmente en forma plástica debido a las condiciones de alta presión y temperatura existentes. Contrariamente, las rocas localizadas cerca de la superficie sufren una falla frágil (fractura) cuando su capacidad de deformación es excedida. La resistencia a la ruptura de la roca depende principalmente de su resistencia a la compresión y tracción, temperatura, presión de confinamiento, presencia de líquidos, velocidad y duración del proceso de deformación. Como resultado de las deformaciones de la corteza terrestre se originan fallas, es decir zonas de fractura a lo largo de las cuales se producen movimientos

relativos. Estos desplazamientos representan el mecanismo desencadenante de los sismos denominados tectónicos. Es decir que el movimiento de la falla produce el terremoto y no viceversa.

La zona en el interior de la corteza donde se originan las ondas sísmicas se denomina hipocentro. Estas ondas se propagan hasta alcanzar la superficie provocando el movimiento oscilatorio irregular del suelo que es típico de este fenómeno. El punto teórico sobre la superficie, determinado por un radio terrestre que pasa por el hipocentro, se denomina epicentro. La idealización del hipocentro como un foco de ondas es sólo un aproximación. En realidad el desplazamiento relativos de la falla se produce en a lo largo de una zona que puede ser muy extensa. Por ejemplo la falla de San Andrés, en Estados Unidos, origina terremotos a lo largo de una línea de más de 400 km. En el terremoto de Alaska de 1964 el desplazamiento de la falla ocurrió a lo largo de aproximadamente 600 km.

4.2 Tipos de terremotos

La mayoría de los terremotos se producen debido a desplazamientos internos de la corteza (sismo tectónicos), pero también pueden originarse debido a la actividad volcánica que produce movimientos violentos de lava y roca, y por el derrumbe natural de cavernas subterráneas. Además la actividad humana puede originar terremotos a través de explosiones accidentales o provocadas (pruebas nucleares) o bien por la alteración significativa de las condiciones en amplias zonas (por ejemplo debido a la construcción de presas). Por lo tanto, los terremotos pueden clasificarse, teniendo en cuenta su origen, en tectónicos, volcánicos, por derrumbamientos o artificiales. Existen casos particulares de sismos, generalmente leves, que pueden originarse por otras causas, como ser el impacto de un meteorito (Siberia, 1908), grandes deslizamientos de tierras (deslizamiento del monte Pamir, 1911) o colapso de una presa.

De acuerdo a la profundidad del foco o hipocentro los terremotos pueden clasificarse en cuatro tipos: (1) superficiales, con profundidades menores de 20 km, (2) someros, entre 20 y 70 km, (3) intermedios, entre 70 y 300 km, y (4) profundos, con profundidades mayores de 300 km. Esta clasificación es sólo indicativa, pudiendo variar entre distintas zonas sísmicas. Los terremotos superficiales son los que producen mayor daño y destrucción, representando el 75% del total de la energía sísmica liberada anualmente.

Otro criterio para clasificar los terremotos es en base al lugar, relativo a las placas tectónicas, en el que se producen. Los sismos interplaca son aquellos generados en los bordes o límites de las placas litosféricas, mientras que los sismos intraplaca son los que se producen en fallas geológicas locales alejadas de los bordes de las placas.

4.3 La Teoría del Rebote Elástico

Después del gran terremoto que afecto San Francisco en 1906 mediciones de campo y relevamientos topográficos de precisión mostraron que las rocas localizadas al oeste de la falla de San Andrés se habían movido considerablemente hacia el noroeste. En base a los datos medidos, Reid propuso la teoría del rebote elástico, que puede resumirse en tres puntos

1. Cuando un terremoto ocurre a lo largo de una falla, las tensiones concentradas a lo largo de un cierto periodo de tiempo son eliminadas resultando en un estado no deformado de las rocas circundantes.
2. A lo largo del tiempo, la corteza terrestre acumula deformaciones debido a distorsiones y movimientos de las rocas.
3. En cierto tiempo y en ciertos puntos de la falla, la tensiones acumuladas exceden la resistencia friccional entre los bloques rocosos produciendo un deslizamiento relativo en forma abrupta (rebote elástico). De esta forma la energía de deformación acumulada en la falla se libera a través de ondas sísmicas que se propagan por los distintos estratos que conforman la Tierra, alcanzando la superficie terrestre.

Se considera que la parte superior de la corteza (litosfera), con un espesor de 15 a 20 km, esta formada por rocas rígidas de gran dureza y resistencia que pueden deformarse elásticamente y acumular energía de deformación. A mayor profundidad (aproximadamente hasta 80 km), las rocas muestran un comportamiento dúctil con deformaciones plásticas. El desplazamiento de la parte profunda de la corteza origina deformaciones elásticas en la parte superior rígida, que pueden determinarse mediante mediciones geodésicas.

La teoría del rebote elástico es un modelo simplificado que explica satisfactoriamente la ocurrencia de sismos de foco superficial. Sin embargo, esta teoría no se puede aplicar a sismos profundos originados en las zonas de subducción. Es importante destacar, además, que existen algunas fallas donde la roca no rebota súbitamente como indica el modelo descrito, sino que se deforma según un proceso continuo y uniforme llamado flujo plástico o deslizamiento asísmico (porque no produce terremotos). El origen de este fenómeno no es del todo conocido pero se estima que puede ser debido a la presencia de rocas alteradas o suaves que se comportan como lubricante (serpentinita o talco).

Las deformaciones y desplazamientos de la corteza terrestre pueden medirse actualmente con precisión usando distintos instrumentos. El geodímetro, por ejemplo, mide el tiempo requerido por un haz de luz láser en ir y volver desde el instrumento hasta un retroreflector. Se puede determinar la distancia entre los dos puntos en base a la velocidad de la luz. Como este último parámetro depende de las condiciones atmosféricas, es necesario realizar correcciones teniendo en cuenta los valores de temperatura, presión y humedad a lo largo de la línea de medición. Otros instrumentos, como el sismógrafo de deformaciones inventado en el 1930, permite medir deformaciones locales de la corteza en base a los cambios de presión experimentados por un fluido contenido en un recipiente especial.

5. TIPOS DE FALLAS

Se denomina falla geológica al plano de fractura de la roca de la corteza terrestre, a través del cual se han producido desplazamientos relativos. Durante un sismo, un bloque de la corteza terrestre se mueve con respecto al bloque adyacente. El movimiento relativo de los bloques puede ser vertical, horizontal o combinado y se denomina rechazo de la falla. Cuando la falla intercepta la superficie terrestre se manifiesta en forma más o menos aparente, formando la traza de la falla. Sin embargo, los vestigios superficiales de la falla tiende a desaparecer por acción de la erosión, presencia de vegetación o actividad humana.

Los distintos tipos de falla pueden clasificarse en cuatro grupos principales, según sea el tipo de movimiento relativo (ver Fig. 6):

- **Falla transcurrente (o de rumbo):** el movimiento se produce fundamentalmente en la dirección horizontal dado que los dos bloques se desplazan lateralmente con sentidos opuestos.
- **Falla normal:** se produce cuando el plano de falla es oblicuo respecto al horizonte y los bloques adyacentes están sometidos tensión. En este caso el movimiento es predominante en la dirección vertical, y la fuerzas inducidas en la roca son perpendiculares a la falla.
- **Falla inversa:** se produce cuando el plano de falla es oblicuo respecto al horizonte y los bloques adyacentes están sometidos compresión.
- **Falla vertical:** es un tipo particular de falla normal o inversa en la cual el plano de falla y el movimiento relativo entre los bloques es predominantemente vertical.

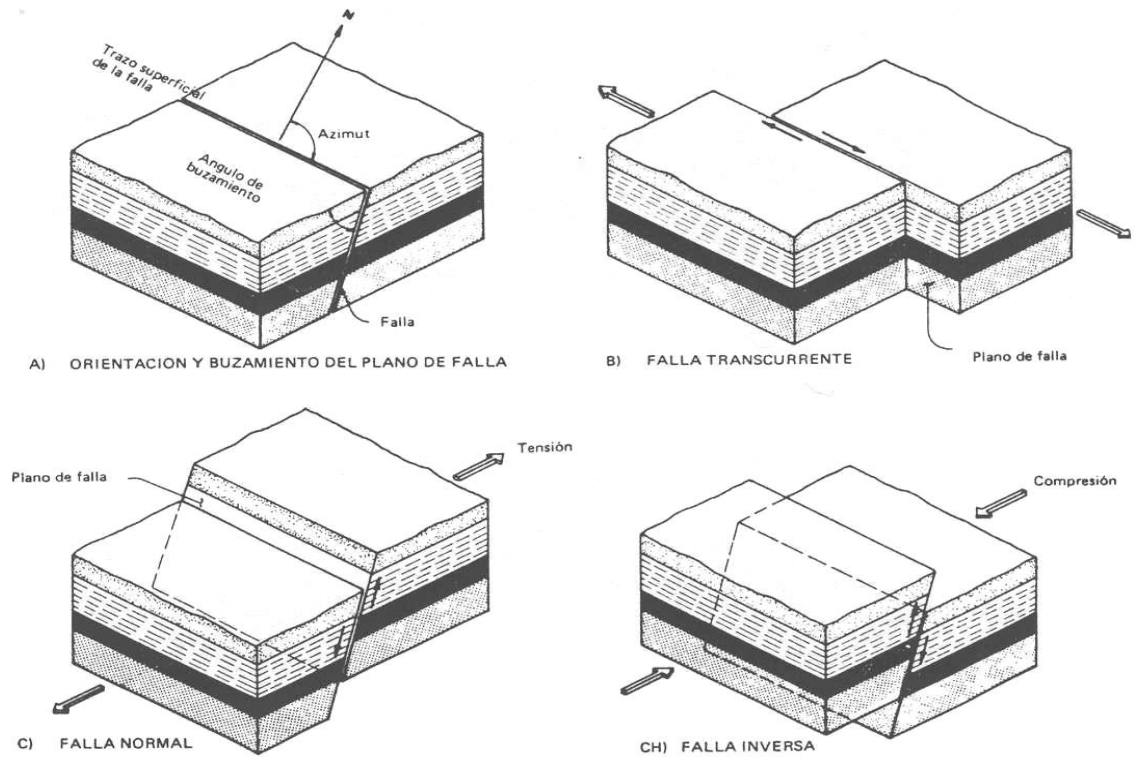


Fig. 6. Tipos de fallas geológicas.

En muchos casos, el desplazamiento de la falla es compuesto, esto es con componentes en la dirección vertical y horizontal. Por lo tanto el tipo de falla se considera como una combinación de los dos de los grupos descritos anteriormente.

Las fallas también pueden clasificarse en activas o inactivas dependiendo si existen evidencias o no de su movimiento en tiempos geológicos recientes. Sin embargo no hay común acuerdo para definir "reciente". En forma genérica, puede decirse que fallas activas son aquellas que han experimentado desplazamiento en tiempos recientes, esto es en los últimos miles de años.

6. ONDAS SÍSMICAS

Cuando las rocas de la corteza terrestre se fracturan, o se desplazan en forma brusca, por acción de las fuerzas tectónicas se libera una gran cantidad de energía en forma repentina. Esta energía es disipada principalmente en forma de calor, mientras que otra parte se irradia como ondas sísmicas. Las ondas sísmicas se propagan desde el foco o hipocentro (zona donde se inició la ruptura) en todas las direcciones y hacen vibrar la superficie de la Tierra, siendo percibida por las personas como temblores (movimientos de baja o mediana intensidad) o terremotos (movimientos fuertes que originan daños). Se denomina epicentro a la proyección vertical del foco sobre la superficie terrestre.

De acuerdo al medio en el que se propagan las ondas sísmicas pueden dividirse en ondas internas o de cuerpo y ondas superficiales (ver Fig. 7).

6.1 Ondas de cuerpo

Las ondas de cuerpo se propagan a través del interior de la Tierra y pueden subdividirse en:

- **Ondas primarias u ondas P:** que hacen vibrar una partícula en el sentido de propagación de la onda, originando compresiones y dilataciones del medio en el cual se transmiten. El movimiento de estas ondas es similar al del sonido y por ello también se las denomina ondas de compresión. Cuando las ondas P

alcanza la superficie, parte de la misma se trasmite a la atmósfera como ondas sonoras, las que pueden ser percibidas por animales o personas

- **Ondas secundarias u ondas S:** que hacen vibrar una partícula horizontalmente en sentido perpendicular a la dirección de propagación, produciendo esfuerzos de corte en el medio en el que se transmiten. Dada sus características, este tipo de onda no puede propagarse en medios líquidos (como los océanos o el núcleo externo de la Tierra).

Las ondas P se propagan con velocidades mayores que las ondas S originadas por el mismo sismo. Las velocidades de propagación dependen fundamentalmente de las características del medio (densidad, módulo de incompresibilidad y módulo de rigidez). Como ejemplo, se indican las velocidades típicas de las ondas P, V_p , y de las ondas S, V_s , en dos medios diferentes:

Granito:	$V_p = 5.5 \text{ km/s}$	$V_s = 1.5 \text{ km/s}$
Agua:	$V_p = 1.5 \text{ km/s}$	$V_s = 0 \text{ km/s}$

La diferencia de velocidad de propagación es de fundamental importancia para ubicar el epicentro de un sismo. Para ello, los sismólogos usan registros del desplazamiento del terreno en función del tiempo (sismogramas) y midiendo la diferencia de tiempo entre la llegadas de las ondas P y S pueden determinar la distancia desde la estación de registro a la que se produjo el sismo (pero no la dirección). Combinando los resultados de por lo menos tres estaciones se puede ubicar mediante un proceso similar a una triangulación la ubicación del epicentro.

6.2 Ondas de superficie

El segundo grupo de ondas se denomina ondas de superficie porque se propagan solamente en la superficie terrestre, esto es en una zona de la corteza que puede alcanzar hasta 30 km de profundidad. Las ondas superficiales son las responsables principales del daño ocasionado por los terremotos sobre las construcciones. Pueden distinguirse dos tipos de ondas S, de acuerdo al movimiento que originan:

- **Ondas Love:** cuyo movimiento es similar al de las ondas S, haciendo que el terreno se desplace en sentido perpendicular a la dirección de propagación sin movimiento vertical.
- **Ondas Rayleigh:** cuyo movimiento es similar al de las ondas en la superficie del agua, esto es desplazando una partícula sobre un plano que apunta en dirección de la trayectoria de las ondas con un movimiento elíptico horizontal y vertical simultáneamente.

Las ondas se propagan en el interior de la Tierra y en su superficie de acuerdo a las leyes generales de la física de ondas, de modo que al encontrar discontinuidades en su recorrido se reflejan y refractan como las ondas luminosas o sonoras. En un punto cualquiera sobre la superficie, el movimiento originado por un terremoto resulta de la compleja superposición de ondas de distinto tipo (de cuerpo o superficiales) y de distinto origen, dado que algunas provienen directamente del foco y otras son el resultado de ondas que se reflejan o refractan en las interfaces o discontinuidades existentes en la Tierra.

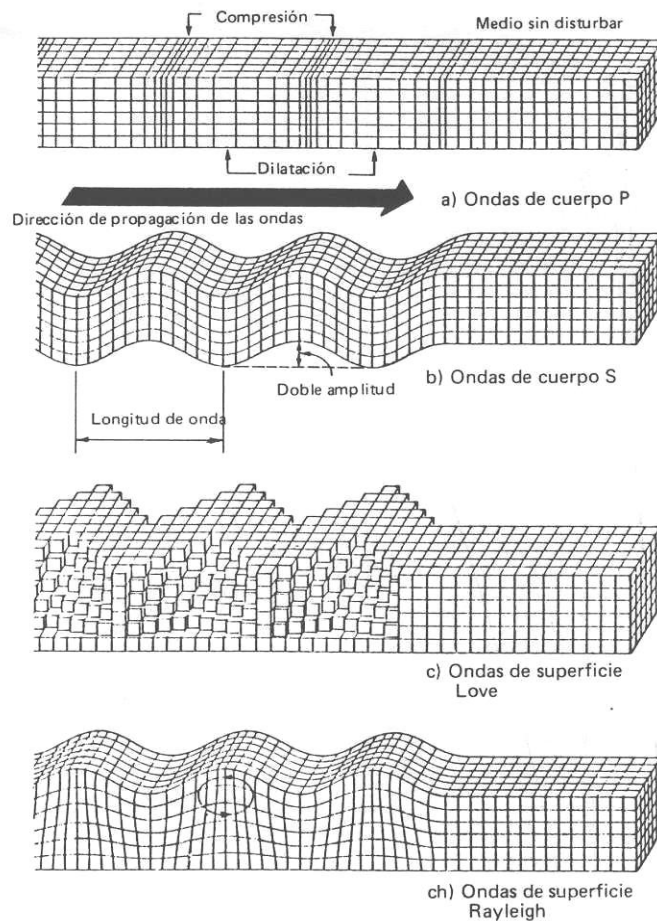


Fig. 7. Distintos tipos de ondas sísmicas.

7. MEDICIÓN Y CUANTIFICACIÓN DE TERREMOTOS

7.1 Instrumentos de medición

Desde la antigüedad el hombre trató de detectar los terremotos y medir de alguna forma sus efectos. Un ejemplo típico de estos intentos es el sismoscopio ideado por los chinos en el año 126 que consistía en un cuerpo esférico con ocho cabezas de dragón fijadas a igual altura. En cada cabeza se colocaba una bola metálica, que ante la ocurrencia de un terremoto, caía sobre un recipiente ubicado debajo de la cabeza, marcando así en forma aproximada la dirección del sismo. Otros aparatos similares se construyeron usando un recipiente con líquido (agua o mercurio, por ejemplo); este líquido al derramarse indicaba la dirección y la intensidad del terremoto. En Italia, se ideó en el siglo XVIII un sismoscopio basado en un péndulo de gran masa colgado de un hilo largo, que tenía en su extremo inferior una aguja que marcaba sobre una capa de arena la dirección y amplitud del movimiento producido por el sismo. Posteriormente, este instrumento fue perfeccionado con el uso de una banda de papel u otro mecanismo similar que permitía un registro más preciso del movimiento. Este tipo de instrumentos, con ciertas mejoras, se continúan usando en la actualidad, sin embargo no presenta la precisión de los instrumentos modernos y no permite registrar la “historia del movimiento” (esto es la variación de la aceleración o desplazamiento del terreno en función del tiempo).

Con el progreso de la tecnología se desarrollaron instrumentos más sensibles, denominados en general sismógrafos, capaces de registrar en forma continua y en relación con el tiempo los movimientos del terreno cuando ocurre un sismo. Un sismógrafo consta básicamente de tres partes:

- a. El sismómetro que responde al movimiento del suelo, en la dirección vertical o horizontal, y lo convierte en una señal, formado básicamente por un péndulo que oscila ante la ocurrencia del sismo. El movimiento del péndulo es normalmente transformado en una señal eléctrica. Esta

parte del instrumento cuenta con dispositivos de amortiguamiento para evitar la vibración libre del péndulo, además de filtros para eliminar las vibraciones o ruidos de fondo.

- b. Un sistema de amplificación que permite aumentar la precisión del registro del movimiento
- c. Un sistema de registro de la señal amplificada para graficar la variación del movimiento a lo largo del tiempo.

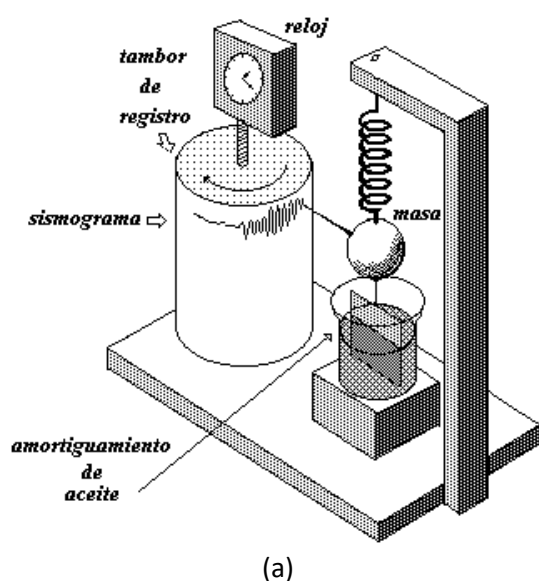


Fig. 8. (a) Esquema indicativo de los componentes de un sismógrafo, y (b) Acelerógrafo digital.

Los instrumentos más modernos, muy compactos y precisos, se basan en componentes electrónicos y tecnología digital, por lo cual el tiempo de procesamiento de los datos es menor.

Las estaciones sismológicas incluyen usualmente tres sismógrafos que permiten registrar las componentes del movimiento en dos direcciones horizontales perpendiculares y en la dirección vertical. Además se dispone distintos tipos de instrumentos para registrar, por ejemplo, ondas largas de sismo lejanos (frecuencias bajas) y otro para ondas de sismos próximos o medianos (frecuencias altas). Estos últimos instrumentos, llamados sismógrafos de movimiento fuerte o acelerógrafos, son más robustos y menos sensibles para registrar las sacudidas violentas originadas por sismos cercanos. El registro proporcionado por el instrumento (acelerograma) indica la variación de la aceleración a lo largo del tiempo y proporciona información de gran utilidad para los ingenieros estructurales. Los sismógrafos generalmente operan en forma continua durante las 24 horas del día, mientras que los acelerógrafos tienen un dispositivo que inicia el registro en forma automática cuando la aceleración excede un límite prefijado (comúnmente 0.01 g).

Organismos de investigación de numerosos países operan y mantienen redes sismológicas de orden local, nacional o mundial, que permiten registrar información de gran utilidad. Los registros obtenidos por las distintas estaciones son enviados, normalmente por radio o vía satélite, a una estación central donde son procesados y analizados.

Los registros de aceleración, que luego serán usados en tareas de investigación y análisis estructural, deben ser previamente filtrados para eliminar ruidos de fondo y escalados para determinar los valores reales de aceleración (para ello se usa un factor de escala que depende de las características del acelerógrafo que tomó el registro). Además, se realiza una corrección del acelerograma usando distintas metodologías con objeto de determinar la línea de "aceleración cero", debido a que el instrumento se activa recién cuando la aceleración excede cierto valor límite.

7.2 Escalas de intensidad

Los primeros intentos para cuantificar el efecto de los terremotos se basaron en la definición de escalas de intensidad las cuales toman como referencia la observación la severidad del movimiento, de la percepción humana del mismo y de los daños producidos. Es importante destacar que esta clasificación no se basa en una medición instrumental y por lo tanto está afectada de cierto grado de subjetividad.

Un gran número de escalas de intensidad han sido propuestas por investigadores y sismólogos de distintos países. Una de las más aceptadas a nivel internacional fue la ideada conjuntamente por Rossi (Italia) y Forel (Suiza) en 1883, la cual considera diez grados de intensidad. Para mejorar ciertas desventajas de esta escala que no consideraba edificios altos o era demasiado subjetiva, Mercalli introdujo en 1902 varias modificaciones. Luego, Cancani expandió la escala en 1923 para considerar 12 niveles de intensidad y en 1931 los sismólogos norteamericanos Wood y Newmann introdujeron significativos cambios que resultaron en la conocida escala Mercalli Modificada (MM). Se presenta en la Tabla 1 dicha escala de intensidad, en la versión escrita por Richter en 1956. Los sismos con rango de intensidad MM I a VI no son relevantes, mientras que la mayoría del daño y de la pérdida de vidas son ocasionados por terremotos con intensidad grado VII a IX.

Como ejemplo de otras escalas de intensidad puede mencionarse la escala MSK desarrollada en Rusia y la escala japonesa JMA de 8 grados.

Las escalas de intensidad son afectadas de las sensaciones del personal observador y dependen de los materiales y técnicas constructivas que varían de una zona a otra, por lo que encierra un alto grado de incertidumbre. A pesar de estos problemas, representan una indicación aproximada de la fuerza del sismo y permiten evaluar la importancia de sismos históricos ocurridos antes de 1900, cuando la sismología instrumental no estaba desarrollada. Además, el uso de escalas de intensidad permite la realización de mapas de isosistas, que son las líneas que unen puntos de la superficie con igual intensidad. Las isosistas, por lo tanto, indican la forma de irradiación de la energía sísmica. Las máximas intensidades se registran en la zona epicentral, atenuándose con la distancia. La forma de estas líneas normalmente depende de la orientación de la falla, longitud de la zona de ruptura, tipo de terrenos, formaciones geológicas, etc.

7.3 Intensidad instrumental

La intensidad instrumental es una determinación de la intensidad de Mercalli Modificada que se realiza a partir de los parámetros de movimiento del terreno, tales como aceleración y velocidad máxima del suelo (*Peak Ground Acceleration*, PGA y *Peak Ground Velocity*, PGV), medidos instrumentalmente. Es decir que la determinación se realiza correlacionando los parámetros de movimiento del suelo con la intensidad de Mercalli Modificada, según el criterio que se indica en la Tabla 2.

Los parámetros de movimiento del suelo, PGA y PGV, no solo dependen de la magnitud del sismo sino también de la atenuación o pérdida de energía sísmica a medida que las ondas se propagan desde el hipocentro hasta los distintos puntos de la superficie. Además, influyen significativamente las características geológicas, la topografía, presencia de estratos de suelos blandos, etc. Los resultados de las determinaciones de intensidad instrumental se presentan usualmente mediante un mapa, los que se denominan mapas de sacudimiento (o *shaking maps*) o mapas de intensidad. En la Figura 9 se presenta un ejemplo de estos mapas. Alternativamente, en lugar de la intensidad puede representarse directamente la aceleración máxima del terreno, PGA (ver ejemplo en Figura 10) o la velocidad máxima del suelo, PGV.

Tabla 1. Escala de intensidad Mercalli Modificada (versión 1956)

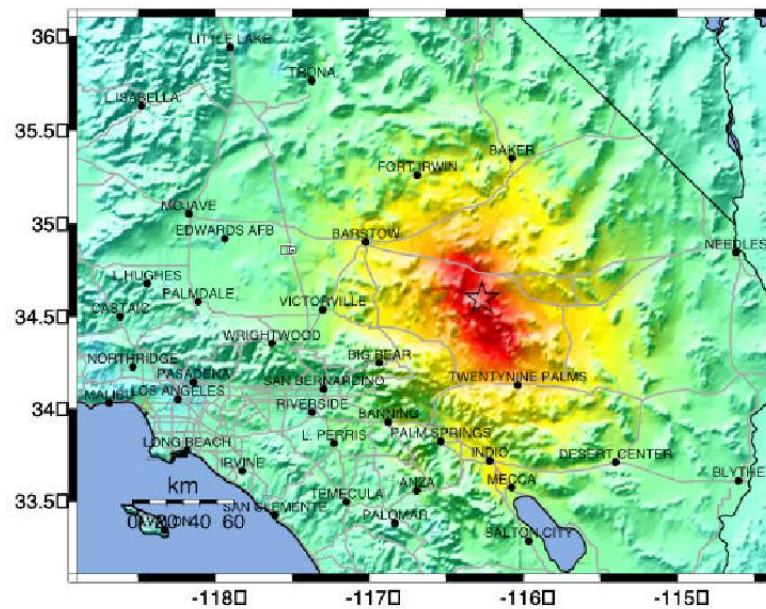
Intensidad	Descripción
I	No es sentido por las personas. Registrados por instrumentos sismográficos
II	Sentido sólo por personas en reposo, especialmente en los pisos superiores. Objetos suspendidos pueden oscilar.
III	Sentido en el interior de las edificaciones. Objetos suspendidos oscilan. Vibración similar a la producida por camiones livianos. Puede ser no reconocido como un sismo.
IV	Objetos suspendidos oscilan visiblemente. Vibración similar a la producida por camiones pesados. Vehículos estacionados se bambolean. Vidrios y cristalería suenan. Puertas y paredes crujen.
V	Sentido en el exterior de los edificios. Se puede estimar la dirección de las ondas. Personas dormidas se despiertan. El contenido de tanques y recipientes es perturbado y se puede derramar. Objetos inestables son desplazados. Las puertas giran y se mueven. Los relojes de péndulo se paran.
VI	Sentido por todos. Muchos sufren pánico y corren al exterior. Dificultad para caminar. Vidrios y vajilla se rompen. Libros y objetos en las estanterías son despedidos. Los muebles son volcados o desplazados. El revoque de mortero de baja calidad y mampostería tipo D se quiebran. Campanas pequeñas tañen.
VII	Dificultad para mantenerse parado. Percibido por conductores en vehículos en marcha. Muebles se rompen. Daño y colapso de mampostería D. Algunas grietas en mampostería C. Las chimeneas se fracturan a nivel de techo. Se caen tejas, cornisas y parapetos sin anclaje. Campanas grandes tañen. Ondas en embalses y depósitos de agua.
VIII	La conducción de vehículos se dificulta. Daños y colapso parcial de mampostería C. Algún daño en mampostería B. Ningún daño en mampostería A. Caídas de chimeneas de fábricas, monumentos y tanques elevados. Algunas ramas de árboles se quiebran. Cambio en el flujo o temperatura de los pozos de agua. Grietas en terrenos húmedos y taludes inclinados.
IX	Pánico general. Construcciones de mampostería D totalmente destruidas. Daño severo y colapso parcial de mampostería C. Daños de consideración en mampostería B. Daño a fundaciones. Daños y colapso de estructuras aporricadas. Daños de embalses y depósitos de agua. Daño de tuberías enterradas. Grietas visibles en el terreno.
X	La mayoría de las construcciones de mampostería y aporricadas son destruidas. Algunas construcciones de madera de buena calidad son dañadas. Daño severo a represas, diques y terraplenes. Grandes deslizamientos de tierras. El agua se rebalsa en los ríos y lagos. Rieles de ferrocarril deformados ligeramente.
XI	Rieles del ferrocarril deformados severamente. Ruptura de tuberías enterradas que quedan fuera de servicios.
XII	Destrucción total. Grandes masas de rocas desplazadas. Las líneas de visión óptica distorsionadas. Objetos lanzados al aire.

Definición de los tipos de mampostería:

- Tipo A:** Buena calidad de ejecución, mortero y diseño. Reforzada y confinada empleando varillas de acero. Diseñada para resistir cargas laterales de sismo.
- Tipo B:** Buena calidad de ejecución. Reforzada pero no diseñada para resistir cargas laterales de sismo.
- Tipo C:** Calidad de ejecución media. Sin refuerzo y no diseñada para resistir cargas laterales de sismo.
- Tipo D:** Materiales de baja resistencia, tal como adobe. Baja calidad de ejecución. Débil para resistir cargas laterales de sismo.

Tabla 2. Valores de aceleración y velocidad máxima del terreno para definir los niveles de intensidad instrumental (según USGS, <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/shakemap/background.php>)

Percepción del movimiento	No se siente	Débil	Suave	Moderado	Fuerte	Muy fuerte	Severo	Violento	Extremo
Daño potencial	Ninguno	Ninguno	Ninguno	Muy suave		Moderado	Moderado/Fuerte	Fuerte	Muy fuerte
Accel. Max (%g)	< 0.17	0.17 – 1.4	1.4 - 3.9	3.9 – 9.2	9.2 - 18	18 – 34	34 - 65	65 - 124	> 124
Vel. Max (cm/s)	< 0.1	0.1 – 1.1	1.1 – 3.4	3.4 – 8.1	8.1 - 16	16 – 31	31 - 60	60 - 116	> 116
Intensidad instrumental	I	II-III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X+



PERCEIVED SHAKING	Not felt	Weak	Light	Moderate	Strong	Very strong	Severe	Violent	Extreme
POTENTIAL DAMAGE	none	none	none	Very light	Light	Moderate	Moderate/Heavy	Heavy	Very Heavy
PEAK ACC. (%g)	< 0.17	.17-1.4	1.4-3.9	3.9-9.2	9.2-18	18-34	34-65	65-124	>124
PEAK VEL. (cm/s)	<0.1	0.1-1.1	1.1-3.4	3.4-8.1	8.1-16	16-31	31-60	60-116	>116
INSTRUMENTAL INTENSITY	I	II-III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X+

Fig. 9. Mapa de sacudimiento o intensidad para el terremoto ocurrido el 16/10/1999 en California, USA. La intensidad se representa mediante una escala de colores.

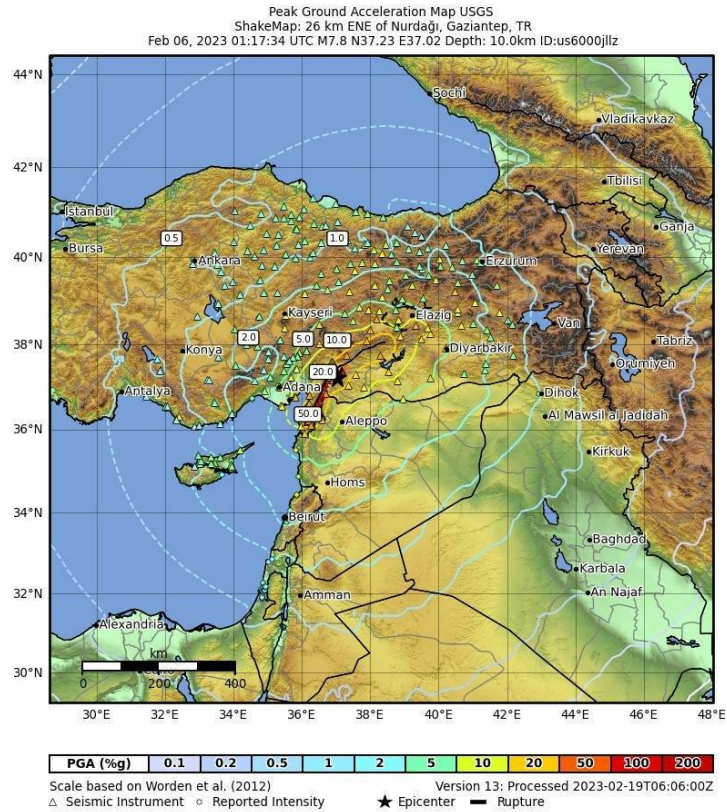


Fig. 10. Mapa de aceleraciones máximas para el terremoto ocurrido el 06/02/2023 en Turquía.

7.4 Escalas de magnitud

La magnitud es una medida cuantitativa e instrumental del tamaño o importancia de un evento sísmico, estando relacionada con la energía liberada durante el proceso de ruptura de la falla. A diferencia de la intensidad, la magnitud es independiente del sitio de observación y de factores subjetivos. La escala de magnitud original fue desarrollada por Charles Richter en 1935 en base a su trabajo de investigación en el Instituto Tecnológico de California. La magnitud Richter se define como:

$$M = \log A - \log A_0 \quad (1)$$

donde A es la máxima amplitud (expresada en mm) registrada por un sismógrafo Wood-Anderson ubicado a 100 km del epicentro y A_0 es la máxima amplitud de un sismo de referencia ($A_0 = 0.001$).

La escala de magnitud ideada por Richter representó un paso fundamental en la medición instrumental de los terremotos. Sin embargo, esta escala presenta ciertos inconvenientes debido a que tienen que usarse solamente sismógrafos del tipo Wood-Anderson y la escala es válida para sismos superficiales producidos a no más de 600 km de la estación sismológica (por esta razón la magnitud de Richter también se denomina magnitud local, M_L). Debido a estos inconvenientes, Richter y Gutenberg desarrollaron posteriormente otras dos escalas de magnitud, conceptualmente similares a la anterior, que están asociadas a las amplitudes del trazo producido por ondas de cuerpo y de superficie, incorporando además factores de corrección para tener en cuenta distintos tipos de instrumentos. La magnitud de ondas de cuerpo, m_b es más adecuada para medir sismos profundos (debido a que las ondas de cuerpo son predominantes), mientras que la magnitud de ondas superficiales, M_s , es usada para medir sismos superficiales con distancias epicentrales mayores de 1000 km. Ambas escalas coinciden para un valor de 6.75, siendo m_b más grande que M_s para valores mayores. Se han propuesto ecuaciones empíricas para relacionar m_b y M_s , por ejemplo:

$$m_b = 2.5 + 0.63 M_s \quad (2)$$

Como se mencionó anteriormente, las escalas de magnitud están asociadas a la energía liberada durante el terremoto. Al producirse la fractura de la falla, la energía de deformación acumulada en la roca se disipa en forma de calor o es irradiada como ondas sísmicas. Richter y Gutenberg propusieron que la energía irradiada, E_s se puede correlacionar con la magnitud de ondas superficiales de acuerdo a la siguiente expresión:

$$\log E_s = 11.8 + 1.5 M_s \quad (3)$$

En estas ecuaciones empíricas la energía esta dada en ergios (ergio = dinas-cm = $g \text{ cm}^2 / s^2$). La ecuación anterior indica que por cada incremento de magnitud M_s de una unidad la energía liberada aumenta aproximadamente 32 veces. Por ejemplo un terremoto de magnitud $M_s = 6$ produce una energía de 6.3×10^{20} ergios (la explosión nuclear en el atolón liberó una energía equivalente a 0.1×10^{20} ergios). Para visualizar mejor los valores de energía es conveniente quizás utilizar otras unidades más comunes. Una ciudad de 100 000 habitantes consume aproximadamente 290 000 00 kWh de energía eléctrica que es equivalente a un terremoto de magnitud $M_s = 6.8$.

Las escalas de magnitud definidas a partir de la amplitud del trazo de un determinado tipo de ondas presenta el inconveniente de que se saturan cuando la magnitud excede un determinado valor (por ejemplo la escala M_s se satura para valores mayores de 7.5). Esto ocurre cuando la longitud de ruptura en la falla es mayor que la longitud de las ondas empleadas para medir la magnitud (normalmente entre 5 y 50 km), haciendo que los valores obtenidos no sean representativos de la real magnitud del terremoto. Por ello Kanamori introdujo en 1977 una nueva escala basada en el concepto de momento sísmico, que es un parámetro definido por:

$$M_o = G d A \quad (4)$$

donde M_o es el momento sísmico en dinas-cm, G es el módulo de corte de la roca (valor promedio 3×10^{11} dinas/cm²), d es el desplazamiento de la falla en cm y A es el área de la falla que sufrió ruptura. La ecuación para evaluar M_o puede derivarse en base al cálculo del momento que producen las tensiones de corte alrededor de la superficie de falla. Si bien el momento sísmico es más difícil de medir que la magnitud, es un parámetro adecuado para cuantificar los sismos. Además, momento sísmico está relacionado directamente con la energía liberada a través de la siguiente ecuación:

$$E_s = M_o / 2 \times 10^{14} \quad (5)$$

por lo cual es conveniente usar este parámetro para definir una escala de magnitud momento. Combinando las ecuaciones (3) y (5) se obtiene que la magnitud momento M_w es:

$$M_w = 2/3 \log M_o - 10.7 \quad (6)$$

De esta forma, la magnitud M_w puede considerarse como una continuación de la escala M_s para grandes terremotos, evitando los problemas de saturación mencionados anteriormente. Según esta escala el terremoto más grande de este siglo fue el ocurrido en el sur de Chile en 1960 con magnitudes $M_s = 8.3$ y $M_w = 9.5$ con una dislocación a lo largo de la zona de subducción de la placa de Nazca de aproximadamente 800 x 200 km.

7.5 Registros de Aceleración

Un de los parámetros más importantes para el diseño sismorresistente que pueden medirse durante un terremoto es la aceleración máxima del terreno, valor que puede obtenerse de los acelerogramas, Figura 11. Las aceleraciones se expresan normalmente como fracción de la gravedad ($g = 9.8 \text{ m/s}^2$) o en gals (c/s^2). Otro valor importante es la velocidad máxima del terreno, asociada con la energía liberada. Sin embargo dicho valor no puede medirse directamente, por lo que los registros de velocidad y desplazamiento se obtienen por integración del registro de aceleraciones.

La interpretación adecuada de los registros de aceleración permite obtener información adicional sobre el terremoto, como contenido de frecuencias o periodo de las ondas dominantes, duración del movimiento intenso, relación entre aceleraciones verticales y horizontales. La presencia de pulso importantes, con gran amplitud y periodo largo, indican alto contenido de energía normalmente asociado a daño severo en las construcciones. Además, los registros de aceleración permiten determinar, por procedimientos analíticos (siguiendo un proceso de integración numérica), la velocidad y el desplazamiento del terreno, lo cual proporciona información adicional sobre las características del terremotos. Debe destacarse que la mayor aplicación de los registros de aceleración en la ingeniería sismorresistente es que a partir de ellos pueden derivarse los espectros de respuesta (elástica e inelástica) y los espectros de diseño, en los cuales se basan los códigos para determinar las acciones sísmicas.

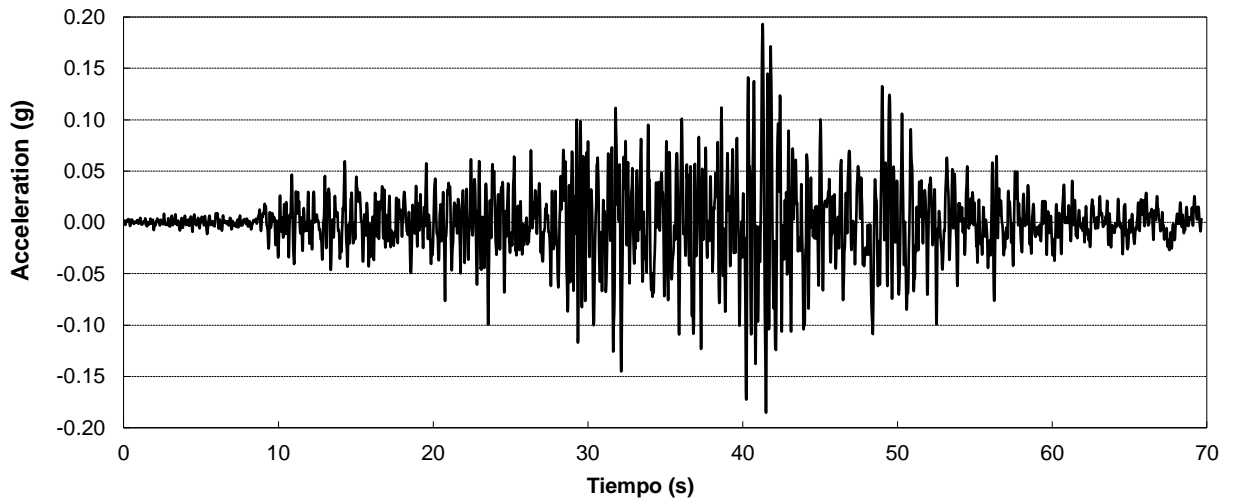


Fig. 11. Registro de aceleración del terremoto de Cauce de 1977, componente N-S.

7.6 Otros indicadores

La cuantificación del efecto destructivo de los terremotos es una tarea difícil, debido a que son muchas las variables que intervienen en el problema. Además de la intensidad y magnitud (en sus distintas versiones), se han formulado otros parámetros con el objeto de medir el potencial de daño de un terremoto dado. Se indican a continuación algunos de estos indicadores a modo informativo:

a. Intensidad espectral de Housner (1952): Este parámetro considera el área por debajo del espectro de velocidad, $S_{V(T)}$, entre los periodos comprendidos entre 0.1 y 2.5 s (que es el rango de periodos para construcciones usuales):

$$S_I = \int_{0.1}^{2.5} S_{V(T)} dT \quad (7)$$

b. Intensidad de Arias (1970): se define a partir de la integral en el tiempo del registro de aceleraciones del suelo, $\ddot{u}_{g(t)}$

$$I \left[\frac{m}{s} \right] = \frac{\pi}{2g} \int_0^{t_0} \ddot{u}_{g(t)}^2 dt \quad (8)$$

donde t_0 es la duración total del registro.

c. Potencial destructivo (Araya y Saragoni, 1980): este indicador es similar a la intensidad de Arias, pero incorpora un nuevo factor que es el número de cruce por ceros por segundo del acelerograma, v_o ,

$$P_D \left[\frac{m}{s} \right] = \frac{\pi \int_0^{t_0} \ddot{u}_{g(t)}^2 dt}{2 g v_o^2} \quad (9)$$

Este parámetro es uno de los más aceptados en la actualidad para cuantificar el potencial destructivo.

d. Aceleración RMS (McCann y Shah, 1979): indica un valor promedio de la aceleración del terreno entre los instantes t_1 y t_2 que definen el movimiento fuerte:

$$A_{RMS} = \sqrt{\frac{1}{t_2 - t_1} \int_{t_1}^{t_2} \ddot{u}_{g(t)}^2 dt} \quad (10)$$

Es muy importante aclarar que ninguno de estos parámetros previamente mencionados (aceleración y velocidad máxima, intensidad, magnitud, etc) por sí solos son suficientes para caracterizar completamente un terremoto. En general es necesario analizar varios de estos parámetros y estudiar su interrelación.

e. Relación A/V (Heidebrecht): la relación entre la aceleración máxima del terreno (expresada como fracción de g) y la velocidad máxima (en m/s) del terreno es un indicador del contenido de frecuencias del terremoto. Los terremotos con contenido predominante de bajas frecuencias presenta valores de A/V bajos, del orden de 0.3, mientras que los terremotos intraplaca, que se caracterizan por presentar contenidos de altas frecuencias, arroja valores entre 2.0 y 3.0.

8. DAÑO CAUSADO POR LOS TERREMOTOS

Los terremotos producen distintos tipos de daño tanto sobre la superficie terrestre como sobre las construcciones y obras realizadas por el hombre. Estos daños pueden clasificarse en dos grandes grupos: daño directo e indirecto.

- **Daño directo:** comprende los daños que surgen del movimiento del terreno que induce la vibración de las construcciones fundadas sobre el mismo. Esta vibración origina fuerzas inerciales sobre las masas, las cuales pueden resultar en distintos niveles de daño, que van desde fisuras leves hasta el colapso total, dependiendo de una gran cantidad de factores, tales como la magnitud del terremoto, tipología estructural, materiales de la construcción, etc. Además, se incluyen los daños producidos por desplazamientos permanentes de la falla (pudiendo variar desde unos pocos centímetros hasta varios metros), los cuales pueden afectar significativamente edificios, carreteras, ferrovías, cañerías enterradas u otras obras.
- **Daño indirecto:** comprende otro tipo de problemas que se originan como una consecuencia del terremoto y que a su vez pueden afectar las construcciones. En esta categoría se incluyen los deslizamientos de tierra, la licuefacción de suelos, el desborde de lagos (*seiche*), los *tsunamis* o maremotos, los incendios, explosiones de gas, derrame de líquidos peligrosos o contaminantes.

El objetivo principal de la ingeniería sísmica es evitar la pérdida de vidas humanas y reducir a niveles aceptables los daños y pérdidas económicas que pueden originar los terremotos.

BIBLIOGRAFÍA

1. Fundamentos de Ingeniería Sísmica: Introducción a la Sismología. F. Sauter. Editorial Tecnológica de Costa Rica.
2. Elementos de Ingeniería Sísmica. A. Beles, M. Ifrim y A. García Yague. Ediciones Omega S. A.
3. Earthquakes and the Urban Environment, Vol. 1. G. Lennis Berlin. CRC Press.